

УДК 537.877+532.5.013

## К РАСЧЕТУ ОЦЕНОК УКЛОНОВ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ КВАЗИВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В СВЧ ДИАПАЗОНЕ

А. С. Запевалов

Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Севастополь, ул. Капитанская, 2

Статья получена 27 февраля 2017 г.

**Аннотация.** Измерения уклонов морской поверхности по данным квазивертикального радиозондирования относятся к классу косвенных измерений. Точность получаемых оценок зависит от того, насколько полно учтены все факторы, влияющие на взаимодействие радиоволн с морской поверхностью. Проанализирована погрешность восстановления дисперсии уклонов, вызванная анизотропией волнового поля. Задача решалась в рамках гауссовой модели поля поверхностных волн. Для анализа использованы данные оптических и волнографических измерений, полученные в морских условиях. В качестве параметра, характеризующего анизотропию волнового поля, использовался показатель трехмерности, равный отношению среднеквадратических величин уклонов, измеренных поперек и вдоль ветра. Показано, что неопределенность в определении азимутального угла зондирования относительно направления ветра приводит к относительной погрешности определения дисперсий уклонов, не превышающей 6 %.

**Ключевые слова:** морские волны, радиоволны, зеркальное отражение, уклоны морской поверхности.

**Abstract:** Measurement of sea surface slopes according to the quasi-vertical radio sounding belongs to a class of indirect measurements. The accuracy of the resulting estimates depends on how fully all the factors that affect the interaction of radio waves and the sea surface are taken into account. In this paper we consider the restoration of the variance of sea surface slopes based on measurements of the back scattering cross section. The effect of anisotropy of the sea wave field for the restoration of the dispersion slope is analyzed. The analysis is performed by

numerical simulation. The problem was solved in the framework of the Gaussian model of the surface wave field. Data from optical and direct wave measurements obtained in field conditions are used for numerical calculations. An indicator of three-dimensionality, equal to the ratio of the root mean square of the slopes, measured across and along the wind, was used as a parameter characterizing the anisotropy of the sea wave field. It is shown that if the radio sensing is carried out in the centimeter or millimeter wavelength range, the indicator of three-dimensionality can make the changing in the range from 0.8 to 0.9. It is shown that the uncertainty in determining the azimuth angle of the sensing relative to the wind direction leads to a relative error of definition of slope dispersion not exceeding 6 %.

**Key words:** sea waves, radio waves, mirror reflection, sea surface slopes.

## Введение

При малых углах падения сигнал радиолокатора, зондирующего морскую поверхность, определяет механизм квазизеркального рассеяния. Сечение обратного рассеяния отраженного радиосигнала зависит от плотности вероятностей уклонов морской поверхности, что, в принципе, позволяет решать обратную задачу – восстанавливать дисперсию уклонов по данным зондирования морской поверхности [1-4].

Проблема состоит в том, что зеркальное отражение, которое описывается в приближении геометрической оптики (приближение Кирхгоффа), создают поверхностные волны, длина которых много больше длины зондирующей волны. Условие, при котором справедливо приближение геометрической оптики, имеет вид [5]

$$\rho \frac{2\pi}{\lambda} \cos^3 \theta \gg 1 \quad (1)$$

где  $\rho$  – радиус кривизны отражающей поверхности;  $\lambda$  – длина радиоволны;  $\theta$  – угол падения. Если на поверхности присутствуют только волны, удовлетворяющие условию (1), то нормированное сечение обратного рассеяния радиоволн в случае их падения на шероховатую поверхность с конечной

проводимостью описывается выражением [6],

$$\sigma(\theta) = \pi \sec^4 \theta |R_0|^2 P(\xi_{\uparrow}, \xi_{\perp}) \Big|_{\xi_{\uparrow} = \tan \theta, \xi_{\perp} = 0} \quad (2)$$

где  $R_0$  – коэффициент Френеля;  $P$  – двумерная функция плотности вероятностей уклонов;  $\xi_{\uparrow}$  – уклон морской поверхности в плоскости зондирования;  $\xi_{\perp}$  – уклон морской поверхности в ортогональной плоскости.

Присутствие на морской поверхности коротких волн, не удовлетворяющих условию (1), создает диффузное рассеяние, что приводит к уменьшению мощности отраженного радиосигнала. Для того, чтобы учесть этот эффект вместо коэффициента Френеля вводится эффективный коэффициент отражения  $R_{eff}$  [7].

Чтобы исключить из расчетов неизвестный коэффициент  $R_{eff}$  в работах [1, 3] было предложено рассчитывать дисперсию уклонов по изменению формы зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения, т.е. по виду функции  $\sigma = \sigma(\theta)$ . Реализовать такой подход можно с помощью радиолокаторов, сканирующих морскую поверхность под небольшими углами падения [8].

При расчетах дисперсии уклонов на основе данных квазивертикального зондирования по виду функции  $\sigma = \sigma(\theta)$  существует еще одна неопределенность. Поле поверхностных волн является анизотропным. Соответственно сигнал радиолокатора при прочих равных условиях будет различаться, если зондирование осуществляется вдоль или поперек направления ветра [9]. Параметром, характеризующим анизотропию волнового поля, является введенный в работе [10] показатель трехмерности

$$\gamma = s_c / s_u, \quad (3)$$

где  $s_u^2$  и  $s_c^2$  – дисперсии уклонов, ориентированных вдоль и поперек направления ветра. Для волн с длинным гребнем параметр  $\gamma$  приближается к нулю, для волн с короткими гребнями он приближается к единице.

Морские волны, длина которых много больше длины зондирующей волны, в задачах рассеяния называют крупномасштабными. Создаваемые ими уклоны играют важную роль в задачах дистанционного зондирования. Выше была показана необходимость учитывать уклоны крупномасштабных волн при малых углах падения. Если зондирование проводится при больших углах падения, когда регистрируемый сигнал определяет резонансный механизм рассеяния, крупномасштабные волны меняют локальные углы падения, изменяя уровень рассеянного назад сигнала [11]. Уклоны крупномасштабных волн также необходимо учитывать при анализе радиационных характеристик системы океан-атмосфера, чтобы оценить искажения потока восходящего микроволнового излучения за счет влияния внеземных источников радиоизлучения [12].

В настоящей работе оценивается погрешность восстановления дисперсии уклонов крупномасштабных волн, вызванная анизотропией волнового поля. Задача решается в рамках гауссовой модели поля поверхностных волн.

### **Зеркальное отражение**

Рассмотрим два предельных случая, когда направление зондирования совпадает с направлением ветра и когда ортогонально ему. Компоненты уклонов, ориентированные вдоль и поперек ветра (далее их будем обозначать индексами  $u$  и  $c$ ) между собой не коррелированы. Для гауссова волнового поля это условие означает независимость случайных величин, соответственно

$$P(\xi_u, \xi_c) = p(\xi_u)p(\xi_c), \quad (4)$$

где  $p$  – одномерная функция плотности вероятностей. Если направление зондирования совпадает с направлением ветра, то

$$P(\xi_{\uparrow}, \xi_{\perp}) = P(\xi_u, \xi_c = 0) = \frac{1}{2\pi s_u s_c} \exp\left(-\frac{\xi_u^2}{2s_u^2}\right). \quad (5)$$

Дисперсии уклонов  $s_u^2$  и  $s_c^2$ , которые создают волны, удовлетворяющие условию (1), иногда называют дисперсиями уклонов крупных волн [2].

При описании шероховатости морской поверхности используют две характеристики: уклоны морской поверхности  $\xi$ , являющиеся первыми производными возвышения по пространственным координатам и углы наклона  $\alpha$ . Между собой угол наклона  $\alpha$  и уклон  $\xi$  связаны нелинейным соотношением

$$\xi = \operatorname{tg} \alpha. \quad (6)$$

Поскольку зеркальное отражение назад имеет место в случае, когда отражающая площадка ориентирована перпендикулярно направлению падающей волны, то должно выполняться  $\theta = \alpha$ .

При зондировании вдоль направления ветра, учитывая (3), (5) и (6), получаем

$$\sigma_u(\theta) = \cos^{-4} \theta |R_{eff}|^2 \frac{1}{2\gamma s_u^2} \exp\left(-\frac{\operatorname{tg}^2 \theta}{2s_u^2}\right). \quad (7)$$

Если направление зондирования перпендикулярно направлению ветра, то аналогично (7)

$$\sigma_c(\theta) = \cos^{-4} \theta |R_{eff}|^2 \frac{1}{2\gamma s_u^2} \exp\left(-\frac{\operatorname{tg}^2 \theta}{2\gamma^2 s_u^2}\right). \quad (8)$$

Для дальнейшего анализа воспользуемся подходом, получившим развитие в работах [1, 4]. В его основе лежит исключение коэффициента  $R_{eff}$  путем расчета дисперсии уклонов на основе отношения сечений обратного рассеяния, полученных при разных углах падения. После простых преобразований получаем две оценки дисперсии уклонов, соответствующие зондированию вдоль и поперек направления ветра.

$$s_u^2 = \frac{0.5(\operatorname{tg}^2 \theta_2 - \operatorname{tg}^2 \theta_1)}{\ln\left(\frac{\sigma_u(\theta_1) \cos^4 \theta_1}{\sigma_u(\theta_2) \cos^4 \theta_2}\right)}, \quad (9)$$

$$s_c^2 = \gamma^2 s_u^2 = \frac{0.5(\operatorname{tg}^2 \theta_2 - \operatorname{tg}^2 \theta_1)}{\ln\left(\frac{\sigma_c(\theta_1) \cos^4 \theta_1}{\sigma_c(\theta_2) \cos^4 \theta_2}\right)}. \quad (10)$$

Из соотношений (9) и (10) следует, что неопределенность расчета дисперсий уклонов определяется показателем трехмерности волнового поля.

### Показатель трехмерности волнового поля

Одной из наиболее важных характеристик, определяющих пространственную структуру поверхностных волн, является показатель трехмерности [10]. Инструментальные исследования этой характеристики были проведены на Черном море с океанографической платформы [13]. Платформа установлена на расстоянии 650 м от берега. Глубина моря в том месте, где установлена океанографическая платформа, составляет около 30 м. Для характерных длин доминантных волн на Черном море глубина 30 м соответствует условию “глубокой воды”, т.е. влиянием дна на поле поверхностных волн можно пренебречь.

Измерения уклонов морской поверхности проводились двумерным лазерным уклономером. Принцип его работы основан на измерении углов отклонения лазерного луча при прохождении из-под воды взволнованной границы раздела вода-воздух. Регистрируемый угол отклонения лазерного луча от вертикали определяется локальным наклоном морской поверхности в точке (на площадке площадью  $\sim 2 \text{ мм}^2$ ), где ее пересекает луч.

Значения показателя трехмерности, определенные при разных скоростях ветра, представлены на рис. 1. Видно, что показатель трехмерности не зависит от скорости ветра. В диапазоне от штиля до скорости ветра 13 м/с среднее значение показателя трехмерности  $\bar{\gamma} = 0.8$ .

Значение параметра  $\bar{\gamma}$  также можно оценить на основе известных зависимостей продольной и поперечной дисперсий компонент уклонов морской поверхности от скорости ветра. Рассчитанные таким образом значения среднего показателя трехмерности приведены в табл. 1.

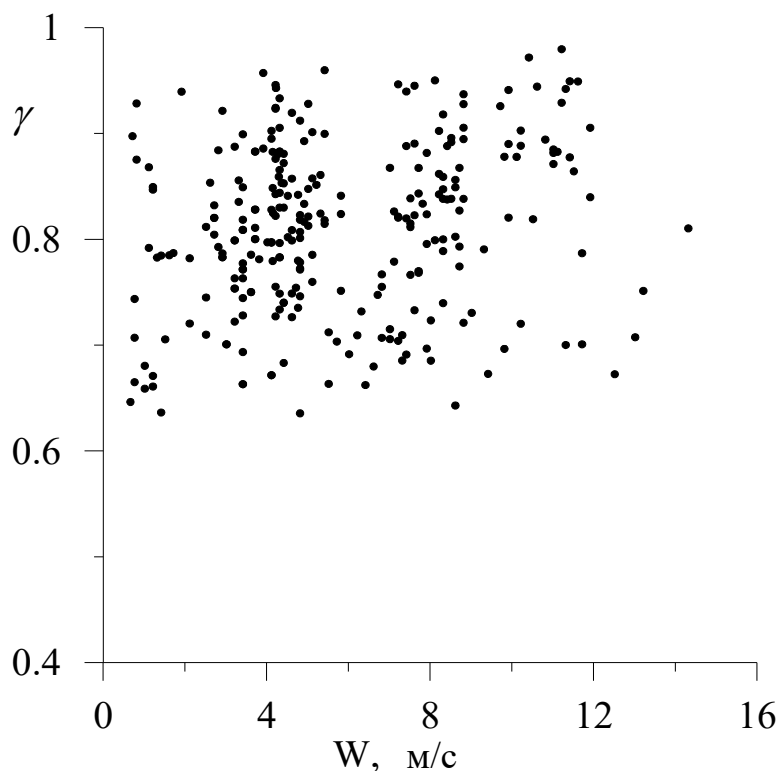
Рис. 1. Показатель трехмерности  $\gamma$  волнового поля.

Таблица 1

Оценки среднего значения показателя трехмерности  $\bar{\gamma}$  поля поверхностных  
ВОЛН

№	Метод определения	$\bar{\gamma}$	Работа
1.	Оптически скаттерометр	0.80-0.85	[14]
2.	Аэрофотосъемка	0.82-0.89	[15]
3.	Лазерный уклономер	0.81-0.86	[16]
4.	Лазерный уклономер	0.83-0.84	[17]

Представленные в табл.1 оценки  $\bar{\gamma}$  получены для диапазона скоростей ветра от 5 м/с до 15 м/с. Ограничение диапазона скоростей связано с тем, что полученные в работах [14-17] линейные зависимости дисперсий уклонов от скорости ветра некорректно описывают их изменения при слабых ветрах. Рост энергии коротких волн с усилением ветра, а соответственно и рост дисперсии

уклонов при скорости ветра меньше 5 м/с происходит заметно быстрее, чем при более высоких скоростях [18].

Длины электромагнитных волн оптического диапазона много меньше минимальной длины волн на морской поверхности. Поэтому в дисперсию уклонов, полученную с помощью оптических приборов дают вклад волны всех масштабов, в то время как зеркальное отражение радиоволн определяют волны для которых выполняется условие (1). Необходимо проанализировать, насколько корректно использовать оценки  $\bar{\gamma}$ , полученные с помощью оптической аппаратуры, при расчете поля радиоволн, отраженных морской поверхностью.

Чтобы оценить, как на разных масштабах меняется анизотропия поля поверхностных волн, по аналогии с (3) введем спектральный показатель трехмерности  $\gamma_S(\omega)$ . Определим его как

$$\gamma_S(\omega) = \sqrt{\frac{\psi_c(\omega)}{\psi_u(\omega)}}, \quad (11)$$

где  $\psi_u$  и  $\psi_c$  – спектры уклонов морской поверхности, определённые в направлении ветра и в ортогональном направлении;  $\omega$  – циклическая частота. В области частот, где угловое распределение является узконаправленным, параметр  $\gamma_S(\omega)$  близок к нулю, в области частот, где угловое распределение приближается к изотропному, параметр  $\gamma_S(\omega)$  приближается к единице.

Для гравитационных волн на глубокой воде, удовлетворяющих дисперсионному уравнению  $\omega^2 = gk$ , частотные спектры уклонов  $\psi_u(\omega)$  и  $\psi_c(\omega)$  связаны с частотно-угловым спектром  $\chi(\omega, \alpha)$  соотношениями,

$$\psi_u(\omega) = \frac{\omega^4}{g^2} \int_{-\pi}^{\pi} \chi(\omega, \alpha) \cos^2(\alpha) d\alpha, \quad (12)$$

$$\psi_c(\omega) = \frac{\omega^4}{g^2} \int_{-\pi}^{\pi} \chi(\omega, \alpha) \sin^2(\alpha) d\alpha. \quad (13)$$

Представим частотно-угловой спектр в виде



$$\chi(\omega, \alpha) = \Xi(\omega) \Theta(\omega, \alpha), \quad (14)$$

где  $\Xi(\omega)$  – спектр возвышений;  $\Theta(\omega, \alpha)$  – функция углового распределения, описывающая распределение энергии волн по направлениям, удовлетворяет условию нормировки  $\int_{-\pi}^{\pi} \Theta(\omega, \alpha) d\alpha = 1$ . Не трудно показать, что спектральный показатель трехмерности  $\gamma_S(\omega)$  связан с функцией углового распределения  $\Theta(\omega, \alpha)$  соотношением,

$$\gamma_S(\omega) = \sqrt{\frac{\int \Theta(\omega, \alpha) \sin^2 \alpha d\alpha}{\int \Theta(\omega, \alpha) \cos^2 \alpha d\alpha}}. \quad (15)$$

Наиболее узко направленной функция  $\Theta(\omega, \alpha)$  является вблизи частоты пика спектра возвышений, создаваемых поверхностными волнами, и расширяется по мере роста частоты.

В работе [19] предложена модель, в которой функция углового распределения описывается с помощью одной переменной – безразмерной частоты  $\Omega = \omega/\omega_m$ , где  $\omega_m$  – частота доминантных волн (частота пика в спектре  $\Xi(\omega)$ ). Модель имеет вид

$$\Theta(\omega, \alpha) = N \sec h^2 [\beta(\alpha - \alpha_0)], \quad (16)$$

где  $N$  – нормировочный коэффициент;  $\beta$  – безразмерный параметр;  $\alpha_0$  – основное направление распространения волн.

При построении модели (16) в распоряжении авторов работы [19] имелись данные измерений, полученные только при  $\Omega \leq 1.6$ . Было сделано предположение о том, что на более высоких частотах параметр  $\beta$  является константой. Позднее справедливость данного предположения была проверена путем проведения измерений в натуральных условиях, для чего использовалась стереофотосъемка морской поверхности [20]. Было установлено, что в области  $\Omega > 1.6$  угловое распределение не остается постоянным, а продолжает расширяться с ростом  $\Omega$

$$\beta = \begin{cases} 2.44 \left( \frac{\Omega}{0.95} \right)^{-1.3} & \text{при } \Omega \leq 1.6 \\ 10^{-0.4+0.8393 \exp(-0.567 \ln(\Omega^2))} & \text{при } \Omega > 1.6 \end{cases} \quad (17)$$

Наиболее заметные изменения показателя трехмерности  $\gamma_S$ , как видно из рис. 2, происходят в области  $\Omega < 2.5$ . Нелинейные механизмы (межволновое взаимодействие, механизмы, связанные с образованием групповой структуры поверхностных волн и др.) оказывают заметное влияние на трехмерную структуру волнового поля [21]. Однако до настоящего времени они не учитываются при расчетах функции углового распределения, которая строится по данным океанографических измерений, полученных с помощью массива разнесенных по пространству волнографических датчиков или с помощью волнографических буюв.

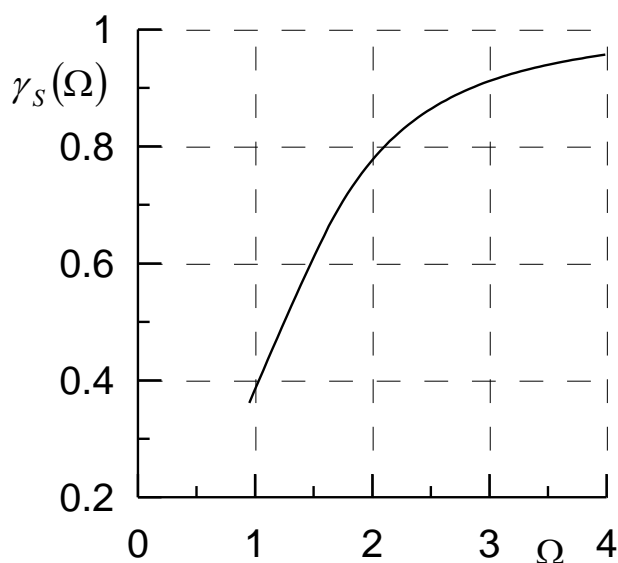


Рис. 2. Спектральный показатель трехмерности волнового поля

Нелинейные механизмы приводят к тому, что расчетная функция углового распределения волновой энергии оказывается более широко направленной, чем реальная. Вероятно, это объясняет, почему в области  $\Omega > 3$ , показатель трехмерности  $\gamma_S > 0.9$ , в то время как все приведенные в табл. 1 оценки  $\bar{\gamma} < 0.9$ .

## Погрешность восстановления дисперсии уклонов

Расчеты дисперсий уклонов морской поверхности ранее проводились по данным измерений дождевым радиолокатором (precipitation radar, далее PR-радиолокатор) [1], который находился на орбите с 1997 по 2014 год в рамках миссии TRMM (Tropical rainfall measurement mission) [22]. PR-радиолокатор, работающий на длине волны 2.1 см, осуществлял сканирование узким лучом в интервале углов падения  $\pm 17^\circ$ . Его основным назначением было изучение интенсивности выпадения осадков в тропиках. Возможности этого локатора позволили расширить круг решаемых с его помощью задач, полученные данные использовались для разработки алгоритмов восстановления дисперсии уклонов морской поверхности по сечению обратного рассеяния [1].

На практике условие (1) обычно заменяют условием, что длина зондирующей волны много меньше длины поверхностных волн, определяющих механизм зеркального отражения. Будем считать, что длинными являются поверхностные волны, длина которых более чем в 10 раз превышает длину зондирующей волны PR-радиолокатора. В случае, когда сечение обратного рассеяния, определялось по данным PR-радиолокатора, такими волнами являются волны длиной более 21 см.

Характерные длины морских энергонесущих волн (волн на масштабе пика спектра возвышений поверхности) десятки или сотни метров. Это на два-три порядка больше минимальной длины волн, определяющих механизм зеркального отражения. Поскольку, что основной вклад в дисперсию уклонов дают короткие волны, и что спектральный коэффициент трехмерности, как было показано выше, быстро растет с ростом безразмерной частоты в области  $\Omega < 2.5$ , можно принять, что при зондировании в сантиметровом диапазоне значения  $\bar{\gamma}$  лежат в пределах от  $\gamma_{\min} = 0.8$ , до  $\gamma_{\max} = 0.9$ . Для сравнения укажем, что по данным измерений струнными волнографами с базой около 30 см (что соответствует уклонам с минимальной длиной волны около 60 см) значения  $\gamma$  лежат в пределах 0.71-0.74 [2]. Учитывая, что с увеличением длины волны угловое распределение становится более узконаправленным, оценки

показателя трехмерности, полученные оптическими и контактными датчиками, согласуются между собой

Во многих радиоокеанографических приложениях используются две характеристики уклонов: произведение среднеквадратических величин уклонов  $\tilde{S}^2 = s_c s_u = \gamma s_u^2$  и полная дисперсия  $S^2 = s_u^2 + s_u^2 = (1 + \gamma^2) s_u^2$ . Оценим погрешности, с какими эти характеристики можно определить по измерениям сечения обратного рассеяния.

Измеренную в произвольном направлении относительно направления ветра дисперсию уклонов можно представить в виде  $k^2 s_u^2$ , где  $k$  – неизвестный параметр, значение которого лежит в пределах от  $\gamma_{\min}$  до 1. Примем, что

$$k = 0.5(\gamma_{\min} + \gamma_{\max}). \quad (18)$$

В этом случае относительная погрешность расчета параметра  $\tilde{S}^2$  не превышает 6 %. Относительная погрешность определения полной дисперсии  $S^2$  не превышает 5 %. Полученные оценки погрешности справедливы, если зондирование выполняется в миллиметровом и сантиметровом диапазонах длин волн.

Таким образом, относительная погрешность предложенного в работе [1] алгоритма восстановления дисперсии уклонов по данным радиозондирования, вызванная анизотропией поля морских волн не превышает 6 %.

## Заключение

Проведен анализ погрешности восстановления дисперсий уклонов по измерениям сечения обратного рассеяния, обусловленной анизотропией волнового поля. Анализ выполнен в приближении, предполагающем, что распределение уклонов морской поверхности является гауссовым.

Показано, что в ситуации, когда зондирование морской поверхности осуществляется в сантиметровом или миллиметровом диапазонах длин радиоволн, для численных расчетов сечения обратного рассеяния можно принять, что показатель трехмерности поля поверхностных волн меняется в пределах от 0.8 до 0.9. Показано, что неопределенность в определении

азимутального угла зондирования относительно направления ветра приводит к относительной погрешности определения дисперсий уклонов не превышающей 6 %.

Работа выполнена в рамках государственного задания Морского гидрофизического института РАН по теме № 0827-2014-0011 “Исследования закономерностей изменения состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий”.

### **Литература**

1. Караев В.Ю., Панфилова М.А., Баландина Г.Н., Чу К. Восстановление дисперсии наклонов крупномасштабных волн по радиолокационным измерениям в СВЧ-диапазоне // Исследование Земли из космоса. 2012. № 4. С. 62-77.
2. Danilytchev M.V., Kutuza B.G., Nikolaev A.G. The application of sea wave slope distribution empirical dependencies in estimation of interaction between microwave radiation and rough sea surface // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2009, V.47, N.2. IGRSD2, ISSN 0196-2892. P. 652-661.
3. Hauser D., Caudal G., Guimbard S., Mouche A.A. A study of the slope probability density function of the ocean waves from radar observations // J. of Geophysical Research. 2008. Vol. 113, C02006. doi:10.1029/2007JC004264.
4. Панфилова М.А., Караев В.Ю. Использование данных морских буев для оценки дисперсии наклонов крупномасштабного волнения для Ku- и Ka-диапазонов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 6. С. 119–134.
5. Бреховских Л.М. Дифракция волн на неровной поверхности. I. Общая теория. - Журнал экспериментальной и теоретической физики. 1952. Т. 23, № 3. С. 275-288.
6. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука. 1972. 424 с.

7. Wu S.T., Fung A.K. A noncoherent model for microwave emissions and backscattering from sea surface // J. Geophys. Res. - 1972. -Vol. 77, № 30. - P. 5917-5929.
8. Freilich M., Vanhoff B. The relationship between winds, surface roughness and radar backscatter at low incidence angles from TRMM precipitation radar measurements // Journal of atmospheric and oceanic technology. 2003. Vol. 20, No. 4. P. 579–562.
9. Chu X., He Y., Chen G., Asymmetry and anisotropy of microwave backscatter at low incidence angles // Transactions on geoscience and remote sensing, 2012, Vol. 50, No. 10, pp. 4014–4024.
10. Лонге-Хиггинс М.С. Статистический анализ случайной движущейся поверхности // Пер. с англ: В кн.: Ветровые волны, М.: Иностранная литература. 1962. С. 125- 218.
11. Запевалов А.С. Моделирование берегового рассеяния электромагнитного излучения сантиметрового диапазона морской поверхностью. Влияние волн более длинных, чем береговые составляющие // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 2. С. 266-275.
12. Danilychev M.V., Nikolaev A.N., Kutuza B.G. Application of the kirchhoff method for practical calculations in microwave radiometry of wavy sea surface // Journal of Communications Technology and Electronics. 2009. Vol. 54, No. 8. P. 869–878.
13. Запевалов А.С. Статистические модели морской поверхности в задачах рассеяния акустического и электромагнитного излучения // Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук / Морской гидрофизический институт НАН Украины. Севастополь. 2008.
14. Bréon F.M., Henriot N. Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions // J. Geoph. Res. 2006. Vol. 111. No 6. C06005.
15. Cox C., Munk W. Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // J. Optical. Soc. America. 1954. Vol. 44, № 11. P. 838-850.

16. Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Бабий М.В. Статистические характеристики уклонов морской поверхности при разных скоростях ветра // Океанология. 1992. Т.32, Вып. 3. С. 452–459.
17. Hughes B.A., Grant H.L., Chappell R.W.A. A fast response surface-wave slope meter and measured wind-wave components // Deep-Sea Res. 1977. Vol. 24, N12. P. 1211-1223.
18. Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Бабий М.В. Измерения параметров шероховатости морской поверхности при переходе от штиля к ветровому волнению // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 1992. Т. 28, № 4. С. 424-431.
19. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves // Philos. Trans. Roy. Soc. 1985. A315. P. 509-562.
20. Banner M.L., Young I.R. Modeling spectral dissipation in the evolution of wind waves. Part I: Assessment of existing model performance // J. Phys. Oceanogr. 1994. Vol. 24. P. 1550-1571.
21. Запевалов А.С. Об оценке функции углового распределения энергии морских доминантных волн // Известия Российской академии наук, Физика атмосферы и океана, 1995, Т. 31, № 6, С. 835-841.
22. Cecil D.J., Goodman S.J., Voccippio D.J., Zipser E.J., Nesbitt S.W. Three Years of TRMM Precipitation Features. Part I: Radar, Radiometric, and Lightning Characteristics // Month. Weather Rev. 2005. Vol. 133, № 3. P. 543-566.

**Ссылка на статью:**

А.С.Запевалов. К расчету оценок уклонов морской поверхности по данным квазивертикального зондирования в СВЧ диапазоне. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2017. №3. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/mar17/5/text.pdf>